

Flux évaporatoire depuis les nappes phréatiques en régions arides

ANNE COUDRAIN, BENOIT FOURCADE &
JAUDAT TOUMA

Hydrosciences Unité Mixte de Recherche CNRS-IRD-UMH, case MSE, place Eugène Bataillon, F-34095 Montpellier Cedex 5, France
coudrain@ird.fr

Résumé Le terme prépondérant de sortie des nappes phréatiques des régions arides chaudes est le flux évaporatoire (q en mm an^{-1}) vers la surface du sol. Les profils verticaux de rapports d'isotopes de l'eau de la zone non saturée permettent d'en calculer une estimation locale. Une relation empirique ($q = 63 Z^{1.5}$) en fonction de la profondeur ($0.3 \text{ m} < Z < 20 \text{ m}$) du niveau saturé sous le sol rend compte des estimations provenant de différentes régions. Sont présentés ici des éléments sur le bien fondé hydraulique de cette relation. Pour $Z > 3 \text{ m}$, certaines extrapolations des courbes de perméabilité pour de faibles teneurs en eau, pour lesquelles les données ne sont pas disponibles, permettent de rendre compte de la relation empirique. Pour $Z < 3 \text{ m}$, la relation empirique est justifiée si la succion près du sol décroît de 5600 m à 0.75 m quand Z décroît de 12 m à 0.7 m.

Mots clefs aquifère; flux évaporatoire; isotopes; zones arides; zone non saturée

Key words aquifer; evaporative outflow; isotopes; arid area; unsaturated zone

INTRODUCTION

Si l'on définit l'aridité comme un rapport précipitations/évapotranspiration inférieur à 65%, les régions arides et semi-arides couvrent environ 40% de la superficie totale des terres émergées (Dregne *et al.*, 1991). Cette définition de l'aridité n'exclut pas la présence d'eau dans le sous sol ou dans des zones humides, tels que par exemple le cours du Nil à travers le Soudan et l'Égypte, le delta de l'Okavango ou les rives de la mer d'Aral. Dans ces régions, de nombreux bassins sont endoréiques, c'est-à-dire que l'évapotranspiration y constitue le seul flux de sortie d'eau. Dans le cas des nappes phréatiques dont le niveau d'eau se trouve à moins de vingt mètres sous le niveau du sol, les profils isotopiques de la zone non saturée attestent d'un flux vertical vers la surface du sol (Coudrain *et al.*, 1998). Le processus d'évaporation, depuis la nappe jusqu'à l'atmosphère, englobe trois étapes du transport de l'eau à travers la zone non saturée: ascension par succion capillaire, changement de phase, transport en phase gazeuse par diffusion. Il est essentiel d'être en mesure d'estimer régionalement le flux évaporatoire depuis les nappes phréatiques d'une part parce que ces nappes constituent une ressource en eau primordiale, d'autre part parce que ce flux est à l'origine de la salinisation des sols et de l'eau souterraine (Coudrain *et al.*, 2001).

L'analyse de données de profils isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ ou $\delta^2\text{H}$) de l'eau de la zone non saturée permet, en appliquant une équation de transport d'éléments en solution en régime permanent (Barnes & Allison, 1983) et en supposant un profil de sol homogène, d'estimer localement la valeur du flux moyen annuel (q en mm an^{-1}). En

rassemblant les données disponibles sur différentes régions arides, une relation empirique a été établie entre ce flux d'évaporation et la profondeur du niveau saturé (Z en m) sous le niveau du sol (Coudrain *et al.*, 1998):

$$q = 63.5 Z^{-1.5} \quad (1)$$

Or il est possible d'estimer ce flux en appliquant l'équation de transport d'eau dans la zone non saturée. L'objet de cette contribution porte sur l'analyse d'arguments hydrodynamiques (perméabilité des sols dans la zone non saturée et valeurs de la succion près de la surface du sol) permettant ou non de justifier cette relation obtenue par des méthodes isotopiques.

Méthode HYDRODYNAMIQUE du calcul du flux évaporatoire

Gardner (1958) fut le premier à proposer une méthode permettant d'estimer le flux ascendant d'évaporation en régime permanent basée sur la loi de Darcy en zone non saturée:

$$Q = -K(S) \nabla(-S + z) \quad (2)$$

Pour un profil de sol homogène, l'intégration de (2) entre une succion nulle (niveau saturé) et la succion à la surface du sol S_M , donne:

$$Z = \int_0^{S_M} \frac{dS}{1 + \frac{Q}{K(S)}} \quad (3)$$

Le flux évaporatoire recherché (Q) est donc relié par cette équation à une valeur aisément mesurable (la profondeur de la nappe Z), et à une autre qui l'est moins (la succion au niveau de la surface du sol S_M), à travers une courbe caractéristique du sol, $K(S)$. Sur la base de données expérimentales différentes expressions de $K(S)$ sont présentées dans la littérature, et en particulier la suivante utilisée par Gardner (1958):

$$K = \frac{a}{b + S^n} \quad (4)$$

où a , b et n sont des paramètres dépendant de la nature du sol. Cette équation peut être mise sous la forme:

$$K = \frac{K_s}{1 + \left(\frac{S}{S_0}\right)^n} \quad (4')$$

où K_s est la conductivité à saturation, correspondant à une succion nulle ($S = 0$). La succion S_0 correspond à la succion pour laquelle la perméabilité a une valeur égale à la moitié de K_s . En région aride les valeurs de la succion près du sol peuvent atteindre des valeurs supérieures au millier de mètres comme cité par exemple par Scanlon (1994) ou Woods (1990). Lorsque la succion tend vers de grandes valeurs, la valeur de la conductivité tend vers S^n . Dans le cas où la borne de l'intégrale S_M tend vers l'infini, l'intégrale (3) n'existe et n'est finie que si n est supérieur à 1.

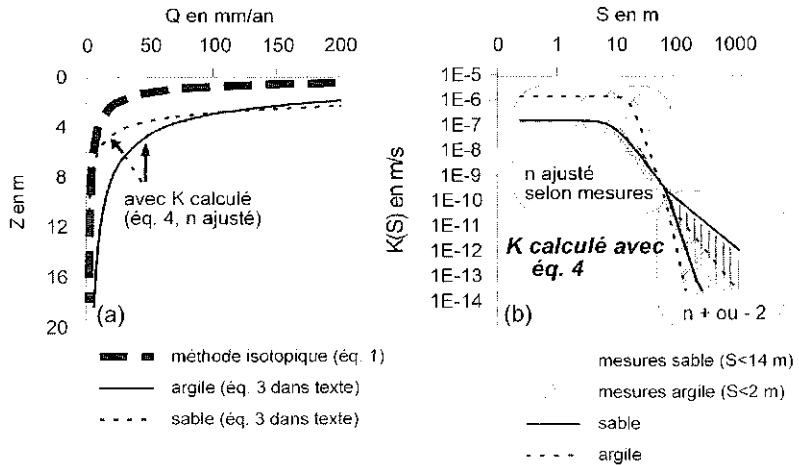


Fig. 1 Flux évaporatoire (Q) en fonction de la profondeur du niveau saturé sous le sol (Z). (a) Trait large: relation empirique d'après les données isotopiques, les deux autres courbes sont calculées en tenant compte d'une perméabilité calculée par l'équation (4) dans le texte et n ajusté sur le domaine des données disponibles, en pointillé courbe pour le sable, en trait plein courbe calculée pour l'argile. (b) Perméabilité en fonction de la succion pour le sable et l'argile. Les triangles et les losanges correspondent aux données mesurées, les courbes correspondent aux extrapolations d'après l'équation (4). Le domaine hachuré correspond à une extrapolation de $K(S)$ en tenant compte d'une valeur de n de plus ou moins 2 au-delà du domaine des mesures disponibles.

L'équation (3) permet donc de calculer, si on dispose de la courbe de $K(S)$ entre les bornes de l'intégrale et pour des conditions d'aridité stables, la valeur de la profondeur de la nappe pour un flux évaporatoire donné, ou inversement, le flux évaporatoire maximal pour une profondeur d'aquifère donnée.

RESULTATS ET DISCUSSION

La Fig. 1(a) montre la courbe empirique du flux évaporatoire obtenue par la méthode isotopique selon une analyse bibliographique (Coudrain *et al.*, 1998) de publications portant sur différentes régions arides du monde et correspondant donc à des sols de caractéristiques distinctes. Cette courbe suggère que la nature du sol intervient peu dans le processus d'évaporation depuis les nappes phréatiques en régions arides chaudes.

Or les publications appliquant la méthode hydrodynamique présentée plus haut concluent à l'inverse à une forte dépendance entre le flux d'évaporation et la nature du sol (par exemple Talsma, 1963). Ceci peut être illustré en considérant deux sols, une argile et un sable, présentés dans la Fig. 1(b). Le domaine des points de mesure disponibles est limité aux suctions de moins de 2 m pour l'argile et de 15 m pour le sable. En utilisant l'équation (4) pour extrapoler $K(S)$, le résultat de l'intégration de l'équation (3), avec une limite supérieure de succion de S_M de 2000 m, est montré sur la Fig. 1(a). D'après ces calculs, pour une nappe à 2.5 m de profondeur, l'évaporation serait de 200 mm an^{-1} pour un sable et de 140 mm an^{-1} une argile; pour une nappe à 10 m de profondeur, le flux évaporatoire serait de 1.8 mm an^{-1} pour un sable et de 15 mm an^{-1} pour une argile.

A ce stade, la comparaison entre les deux méthodes montre que pour les nappes peu profondes, dont le niveau saturé est à moins de 5 m sous le niveau du sol, l'évaporation estimée par la méthode isotopique est nettement inférieure à celle obtenue par la méthode hydrodynamique. Deux raisons peuvent être invoquées pour expliquer ces différences: l'une porte sur la valeur de la limite supérieure S_M de l'intégrale (1), l'autre sur l'extrapolation de la courbe de $K(S)$.

Valeur de la succion près del la surface du sol

Les courbes calculées avec une borne d'intégration de la succion de 2000 m correspondent à l'hypothèse de conditions très sèches à la surface. Cette considération, justifiée pour une nappe profonde, n'est pas réaliste dans le cas d'une nappe peu profonde. Il suffit pour s'en convaincre de considérer le cas limite d'une nappe qui affleure à la surface du sol. En faisant varier la limite supérieure d'intégration, il est possible de faire coïncider les résultats des deux méthodes, comme cela est illustré dans le cas du sable dans la Fig. 2(a). Si on tient compte d'une borne d'intégration comprise entre 5600 m pour une valeur de flux de 12 mm an⁻¹ et 0.75 m pour une valeur de flux de 100 mm an⁻¹, les valeurs calculées de Z par la méthode hydrodynamique rendent bien compte des valeurs obtenues par la méthode isotopique.

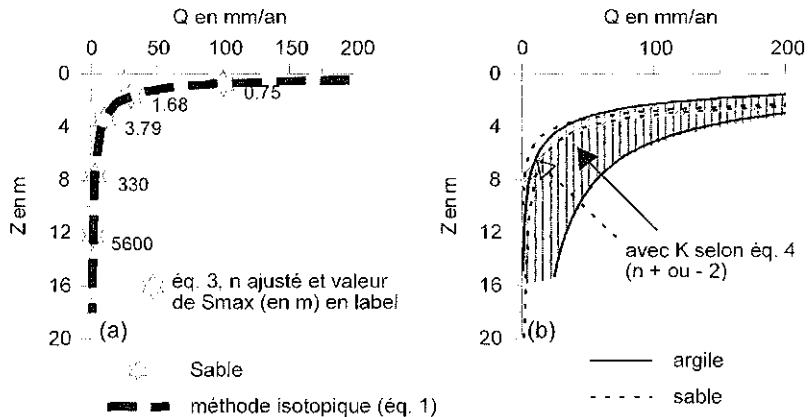


Fig. 2 Analyse de sensibilité des paramètres sur le calcul du flux évaporatoire. (a) Influence de la valeur de la limite supérieure d'intégration pour le cas du sable. (b) Influence de l'extrapolation de $K(S)$ au-delà du domaine des mesures disponibles (cf. Fig. 1(b)).

Extrapolation de $K(S)$ en dehors du domaine d'observation

L'équation (4) peut être bien adaptée aux données mesurées pour un grand nombre de sols, bien que d'autres expressions mathématiques aient été proposées depuis (par exemple Brooks & Corey, 1964, et Van Genuchten, 1980). Cependant quelle que soit l'expression utilisée, rares sont les sols pour lesquels la conductivité a été mesurée pour une succion supérieure à une quinzaine de mètres, alors que la borne supérieure de l'intégrale (3) atteint des valeurs de plusieurs milliers de mètres. Cette intégrale repose

donc sur une extrapolation dont il faut analyser les incidences sur les valeurs de Z calculées d'après l'équation (3). Pour cela, les calculs ont été menés en considérant des valeurs de la pente de la relation $\log(K)/\log(S)$ (Fig. 1(b) et paramètre n de l'équation (3)) variant de plus ou moins deux dans le domaine compris entre les valeurs mesurées (2 m pour l'argile, 15 m pour le sable) et la borne d'intégration choisie à 2000 m.

Ce changement d'extrapolation a une incidence variable suivant le type de sol: l'influence est mineure sur le sable et très importante sur le sol argileux (Fig. 2(b)). Il est intéressant de constater que les domaines des deux sols se recouvrent en partie. Ceci constitue un argument majeur en faveur de la vraisemblance d'une influence mineure du type de sol sur la valeur du flux évaporatoire à partir de nappes phréatiques en régions arides dont le niveau d'eau se situe à des profondeurs supérieures à cinq mètres.

CONCLUSION

Le travail présenté montre qu'il existe des conditions hydrodynamiques vraisemblables permettant de rendre compte de valeurs de flux évaporatoire identique pour des sols de granulométries différentes. Pour confirmer le bien fondé de ces conditions il serait nécessaire d'avoir une meilleure connaissance des relations liant la conductivité hydraulique à la succion dans un sol dans le domaine des faibles teneurs en eau (succions supérieures à 15 m). De plus il faudrait accroître les connaissances sur le comportement de la succion près de la surface du sol, dans les régions considérées, pour différentes profondeurs du niveau saturé. Enfin, l'approche retenue dans ce travail porte sur le flux sous forme liquide or près de la surface du sol le flux se fait majoritairement sous forme de vapeur. La limite entre les deux zones devrait être précisée pour mieux rendre compte de l'ensemble du flux vertical d'eau. En conclusion, la relation empirique simple basée sur des données isotopiques:

$$Q = 63.5 Z^{-1.5}$$

n'est pas contredite et peut, à ce stade de connaissance, être utilisée pour fournir des estimations régionales des sorties d'eau par évaporation depuis les nappes phréatiques.

REFERENCES

- Barnes, C. J. & Allison, G. B. (1983) The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils. 1. Theory. *J. Hydrol.* **60**, 141–156.
- Brooks, R. H. & Corey, A. T. (1964) Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper no. 3, Civil Engineering Department, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, USA.
- Coudrain-Ribstein, A., Prats, B., Talbi, A. & Jusserand, C. (1998) L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol? Bilingual note. *C. R. Acad. Sci. Paris* **326**, 159–165.
- Coudrain, A., Talbi, A., Ledoux, E., Loubet, M., Vacher, J. & Ramirez, E. (2001) Subsurface transfer of chloride after a lake retreat in the central Andes. *Groundwater* **39**(5), 751–759.
- Dregne, H., Kassas, M. & Razanov, B. (1991) A new assessment of the world status of desertification. *Desertification Control Bulletin (United Nations Environment Program)* **20**, 6–18.
- Gardner, W. R. (1958) Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* **85**, 228–232.
- Scanlon, B. R. (1994) Water and heat fluxes in desert soils. 1. Field studies. *Water Resour. Res.* **30**, 709–719.
- Talsma, T. (1963) The control of saline ground water. *Meded Landbouwhogeschool (Wageningen. The Netherlands)* **63**, 1–68.
- Van Genuchten, M. Th. (1980) A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44**, 892–898.
- Woods, P. H. (1990) Evaporative discharge of groundwater from the margin of the Great Artesian Basin near Lake Eyre, South Australia. Thesis, The Flinders University of South Australia, Adelaide, Australia.